УДК 553.411.071:550.4

К МЕТОДИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫБОРОК ДЛЯ РАСЧЕТА СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И БАЛАНСА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКОЛОРУДНОМ ПРОСТРАНСТВЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru

Обсуждаются причины существующих противоречий в оценке происхождения аномальных концентраций золота в околорудном пространстве золоторудных полей, локализованных в углеродистых сланцевых толщах, и предлагаются пути их устранения. Обращается внимание на необходимость формирования геохимических выборок с учетом состава и происхождения исходных пород, метаморфической и метасоматической зональности. Это обеспечивает возможность реконструкции геохимической истории металлов в околорудном пространстве, создания унифицированной системы формирования банков базовой геохимической информации регионального и глобального уровней и решения других задач. На примере сланцевой части рудовмещающего блока Каралонского рудного поля Северного Забайкалья показана эффективность предложенных принципов формирования геохимических выборок. В частности, обосновано образование околорудного геохимического ореола как составной части околорудного метасоматического при низких (околокларковых) содержаниях золота и ряда сопровождающих его металлов в исходной осадочной породе песчано-алевритовой размерности, подвергшейся региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. Сделан вывод о внешних источниках рудного и ореольного золота и других металлов.

Введение

Гидротермальные золотые месторождения сланцевого типа в отличие от скарновых, грейзеновых, альбититовых и иных месторождений редких и других металлов, образованных в сходных с золотыми геологических ситуациях, в течение нескольких десятилетий служат ареной оживленной дискуссии по проблеме происхождения (источников) сосредоточенного в рудах золота. Это одна из ключевых проблем в теории гидротермального рудообразования, поскольку она аккумулирует важнейшие геолого-генетические аспекты процессов, создающих месторождения. Предложенные варианты ее решения объединяются в две совокупности гипотез, предполагающих только или в основном местные породные источники металла, либо генерацию металлоносных растворов в мантийных или коровых магматических очагах. При этом, большинство гипотез первой совокупности обходит стороной не стоящий во втором случае вопрос об источниках многих сопровождающих золото металлов – серебра, ртути, мышьяка, свинца, цинка, меди, вольфрама, молибдена и других, масса которых в рудах обычно значительно превышает массу благородных металлов и которые в решении проблемы представляют не меньший интерес. Этот вопрос снимается лишь в том случае, если обсуждается образование гидротермальных руд в результате переработки растворами сингенетичной вмещающим породам гидротермально- или вулканогенно-осадочной слабо золотоносной минерализации, в составе которой участвуют или могут участвовать упомянутые и другие элементы.

Главное препятствие в решении проблемы заключается в дефиците достоверного знания о том, повышенные (высокие) или обычные кларковые (субкларковые), свойственные и другим, скажем, кристаллическим, породам количества металлов находились в рудовмещающих зеленых или углеродистых сланцах в каждом конкретном случае до начала гидротермального процесса. Главным это препятствие следует считать потому, что и литораль-секреционная гипотеза начала XX века, и унаследовавшая ее через десятилетия, возрожденная в шестидесятых годах метаморфогенно-гидротермальная гипотеза в разных вариантах возникли и разрабатывались на основе представления о высоких дорудных содержаниях золота в породах, будто бы извлеченного из них и аккумулированного в рудах в ходе рудообразования. Надо признать, что это представление было и остается сильным аргументом, объясняющим тот факт, что гипотеза породного происхождения золота в рудах приобрела множество сторонников.

Возникает вопрос: почему в течение почти полувековых поисков решений проблема источников, а, следовательно, и геолого-генетическая сущность рудообразования в сланцевых толщах остаются по-прежнему дискуссионными. Цель данной статьи – обсудить вероятные причины этого и на конкретном примере показать рациональные, как представляется, методические приемы корректного решения стоящих задач. В качестве примера приведены материалы изучения околорудного метасоматизма и геохимии золота и некоторых металлов в углеродистых сланцах водораздельной свиты, участвующей в строении Каралонского рудного поля (Северное Забайкалье).

1. Причины многовариантных результатов в исследовании проблемы и пути их устранения

Предварительно заметим, что природа многообразна в своих проявлениях и нельзя исключать, что золотые месторождения в разных районах сланцевого типа образованы в результате функционирования рудообразующих процессов по разным сценариям, – с полной доставкой металлоносными растворами из магматических очагов рудогенных элементов в руды образующихся месторождений, с

частичным, существенным или полным заимствованием породных, в том числе со слабо золотоносной сингенетичной исходным породам минерализацией, ресурсов металлов (элементов). Речь идет о том, чтобы дифференцировать эти источники в каждом конкретном случае с тем, чтобы создать общую региональную, а в перспективе глобальную картину рудообразования во всем его разнообразии (или однообразии), коль скоро то и/или другое будет доказано. Иными словами, следует исходить из того, что межрегиональная или применительно к разным месторождениям многовариантность выводов о сущности рудообразования не всегда недостаток, но естественна, если она отражает законы, которым следует природа.

Нетрудно предвидеть то, что без содержательного неформального анализа применяемых подходов и методик в исследовании проблемы, потребность в котором перезрела, без устранения очевидных недостатков и достижения чистоты эксперимента на всех этапах исследования дискуссия будет продолжаться бесконечно долго. Бесконечно долго будет тормозиться не только развитие теории, но и разработка прикладных следствий из нее – научно обоснованных критериев прогнозирования и поисков месторождений, в том числе свойственных районам сланцевого типа уникальных.

Причины существующих трудностей лежат на поверхности.

Во-первых, односторонний структурно-геохимический подход, следующий из понимания важности для доказательства метаморфогенно-гидротермальной гипотезы констатации накопления в породах аномальных количеств золота до рудообразования, например, при седиментации или в процессе предшествовавшего ему регионального зонального метаморфизма. Согласно этому подходу, гидротермальные первоначально не металлоносные растворы разного происхождения, фильтруясь сквозь толщи обогащенных золотом пород, растворяют его и перемещают в дренирующие структуры – разломы с образованием промышленных руд. Однако сохраняющаяся противоречивость суждений о содержаниях золота в одних и тех же породах одного района и о происхождении в околорудном пространстве сверхкларковых масс металла свидетельствует о некорректности применяемых методов исследования и о недостаточности одного этого показателя для решения проблемы.

Предпринятые в начале восьмидесятых годов попытки ориентации научной общественности, в том числе посредством организации Всесоюзного совещания [1], на поиски различий между магматогенными и метаморфогенными месторождениями на более широкой основе, то есть с вовлечением в анализ многих факторов рудообразования, не получили массового продолжения. Между тем, сопоставительное исследование ранее известных и предложенных новых факторов, выполненное автором для нескольких районов Южной Сибири, показало отсутствие геолого-генетического своеобразия месторождений, локализованных в толщах углеродистых сланцев, сравнительно с месторождениями, образованными в несланцевом субстрате – гранитах, ультраметаморфитах и других породах [2]. Руды тех и других месторождений сопровождаются приобретенными в ходе рудообразования ореолами сверхкларковых масс золота и сопутствующих металлов и принадлежат к одному магматогенно-гидротермальному типу. Единственное различие заключается в том, что руды в сланцевых толщах более обогащены углеродом в восстановленных формах, отчасти унаследовав его от вмещающих углеродистых сланцев [3].

Предлагаемый подход к решению проблемы, предполагающий учет в том числе и геохимической информации, представляется предпочтительным.

Во-вторых, практикуемые в исследовании геохимии золота и других металлов в околорудном пространстве приемы формирования выборок для статистических и балансовых расчетов. Специальная литература переполнена такими терминами как углистые, углеродистые, углисто-кремнистые, кварцево-слюдистые, слабо измененные, интенсивно измененные, углеродистые слюдистые, безрудные, сульфидизированные и прочие сланцы [4, 5 и др.]. Выборки такого уровня представляют всего лишь обобщенные образы горных пород, но не раскрывают длительную многоэтапную историю их формирования, равно как и геохимическую историю металлов в них.

Между тем, вмещающие золоторудные поля породы представляют собой конечные продукты реализации, как правило, нескольких геологических процессов, сменявшихся во времени через промежутки, исключающие причинно-следственные связи между ними. Сланцевые толщи сложены осадочными породами этапов седиментации, диагенеза, катагенеза, которые в большинстве рудных районов испытали впоследствии метаморфические преобразования этапа регионального зонального метаморфизма разных фаций, а эти уже метаморфизованные или метаморфические породы подверглись более локальным метасоматическим изменениям на позднем этапе рудообразования. Очевидно, что каждый наложенный на исходные породы процесс сопровождался перераспределением петрогенных компонентов, и нет оснований исключать вероятность миграции при этом металлов. Ранее на ряде примеров было показано, что то и другое представление, во всяком случае для завершающего рудного этапа, справедливо [6]. Отсюда следует вывод о том, что реконструировать геохимическую историю металлов в околорудном пространстве, понять движущие силы их миграции на каждом этапе возможно лишь при условии изучения концентраций и других параметров распределения элементов в связи с синхронными породными ассоциациями. Последнее обеспечивается возможностью формирования петрохимических вы-

борок как основы геохимических, поскольку каждый процесс преобразований пород оставил свои вещественные следы в виде минеральных, в том числе парагенных ассоциаций, происхождение которых поддается расшифровке при систематическом детальном минералого-петрографическом картировании рудных полей и их периферии.

Практическая реализация этой, как представляется, очевидной методической установки заключается в создании рациональной системы выборок нескольких уровней.

Нижняя система представляет выборки неметаморфизованных, скажем, осадочных горных пород. Каждая из них объединяет породы определенного стратиграфического положения, литологического состава, строения с учетом других, в том числе фациальных особенностей. Система более высокого уровня включает выборки, образованные по перечисленным признакам, но дополнительно характеризующие каждую минеральную зону ареалов регионального метаморфизма, если степень сохранности исходных пород позволяет это сделать, например, в термодинамических условиях фации зеленых сланцев, характерной для многих золоторудных районов сланцевого типа. В метаморфических толщах высоких фаций, в которых не сохранились реликты исходного субстрата, породы объединяются в выборки по петрохимическим признакам, отражающим литологическую неоднородность исходных пород и принадлежность к минеральным зонам ареалов метаморфизма. Выборки высшего уровня формируются в объеме околорудных метасоматических ореолов по приведенным признакам, причем каждая выборка представляет выборки среднего и низшего уровней в конкретной минеральной зоне всегда зональных ореолов от внешней до тыловой. Обычно могут быть эффективно использованы различные способы реконструкции видовой принадлежности исходных пород даже в тыловых зонах околорудных метасоматических ореолов.

Для петрохимических пересчетов и расчета в сопоставимых объемах баланса петрогенных компонентов приемлем объемно-атомный метод. Сопоставительный анализ распределения и поведения (миграции) рудогенных элементов на каждом этапе преобразований пород осуществляется на основе расчетов статистических параметров распределения металлов в объеме каждой выборки: среднего арифметического (геометрического), стандартного отклонения (множителя), коэффициентов парной (множественной) корреляции, показателей значимости различий параметров между выборками и других статистических параметров.

Описанные процедуры призваны обеспечить расшифровку структуры ореольного пространства, разработку достоверных представлений о распределении металлов в занятых рудными полями или рудными телами блоках земной коры, о направленности, масштабах и причинах миграции металлов в рамках анализируемых этапов преобразований пород, создать рациональную унифицированную систему формирования региональных и глобальных банков базовой геохимической информации, избавиться, наконец, от противоречий в суждениях о металлоносности одних и тех же пород. Однако это в потенциале. Требуется достижение необходимого качества пробоподготовки и аналитических работ.

В третьих, во многих публикациях невозможно оценить степень достоверности приведенных геохимических данных и, следовательно, эффективно использовать их в поисках решений проблемы по причине отсутствия совершенно необходимой информации. Особенно это касается данных о содержаниях благородных металлов, в том числе, и прежде всего, на кларковых (околокларковых) уровнях. Излишне часто отсутствуют сведения о сходимости результатов рядовых и контрольных анализов, результатов, полученных разными методами или с использованием стандартных геохимических проб. Ситуация усугубляется тем, что часто можно предполагать выполнение анализов в нелицензированных лабораториях без соответствующих сопоставительных операций. Серьезные искажения результатов неизбежны в случаях использования для измельчения проб аппаратуры общего пользования, в которой обрабатываются и рудные пробы.

Устранение отмеченных недостатков есть необходимое условие корректного решения проблемы.

2. Основные черты геологического строения Каралонского рудного поля

Каралонское рудное поле расположено на левобережье р. Витим в бассейнах рек Каралон и Нижний Орлов, впадающих с запада в р. Витим в нескольких десятках км ниже Парамских порогов [7. Рис. 1]. Его геологическая позиция определяется приуроченностью к северо-западному флангу Сюльбанской зоны глубинных разломов, ограничивающей на востоке протерозойский Байкало-Муйский офиолитовый пояс.

Рудовмещающий блок сложен метавулканитами килянской и терригенными сланцами водораздельной свит протерозоя. На северо-востоке эти отложения сменяются мощной толщей известняков также протерозойской уряхской свиты, на юго-западе они прорваны обширным массивом гранитов палеозойского конкудеро-мамаканского комплекса. В рудовмещающих отложениях известны мелкие тела гранитов и многочисленные дайки плагиогранит-порфира, кварцевого порфира, долерита. Отмечено сгущение даек последнего на рудных участках, где они среди относительно слабо измененных пород амфиболизированы, биотитизированы, обогащены апатитом.

На северном фланге рудного поля осадочно-вулканогенные толщи отделяются одна от другой субпараллельными глубинными разломами, входящими в систему Сюльбанской зоны: Верхне-Урях-

ский разлом разграничивает уряхскую и водораздельную свиты, Главный Сюльбанский – водораздельную и килянскую. Преобладающее падение толщ юго-западное под углами 40...80°. Они деформированы в узкие линейные складки нескольких порядков, имеющие генеральное северо-западное простирание. Отмечаются микроскладки, складки волочения вплоть до гофрировки.

Многочисленны внутрипластовые и межпластовые зоны рассланцевания, дробления, брекчирования, которые на ряде участков содержат продуктивную сульфидно-карбонатно-кварцевую минерализацию. Эти зоны прожилково-вкрапленной минерализации сочетаются с жильно-прожилковыми, прожилково-штокверковыми телами, отдельными жилами и жильными зонами, в том числе в штоках гранитоидов, контролируемыми пологими надвигами и системами надвигов, оперяющими крупные разломы. Рудная минерализация включает пять минеральных комплексов и образована в температурном интервале 450...50 °С. Возраст оруденения составляет 275±7 млн лет [8, пробы с индексом 0-24, 0-35, 0-36], т.е. близок к возрасту других многочисленных золотых месторождений Северного Забайкалья, образованных в позднепалеозойскую металлогеническую эпоху.

3. Минералого-петрохимическая зональность околорудных метасоматических ореолов, образованных в сланцевой толще

Объектами исследования служат вмещающие минерализованные зоны метасоматические ореолы, локализованные в сланцах водораздельной свиты в правом борту ущелья р. Нижний Орлов.

Осадочные породы имеют темно-серый до черного цвет, крупно-алевритовую до мелкопесчанистой размерность обломков, сцементированных более тонкозернистой кварц-полевошпатовой массой. Цемент базальный, иногда соприкосновения. Свойственная породам сланцеватость с толщиной плиток от долей до первых см согласна полосчатости, обусловленной чередованием полосок существенно кварц-полевошпатового и слюдистого (биотит, хлорит, серицит) состава. К числу минералов, образованных до начала метасоматического процесса, относятся кварц (до 20 %), олигоклаз-андезин (до № 36, до 50...60 %) цемента и обломков, редкий ортоклаз, грязно-зеленый биотит (до 50...60 %), образующий скопления мелких (первые десятые мм) чешуек, группирующихся в пятнообразные, линзовидные и полосчатые обособления. С биотитом тесно ассоциирует магнетит в виде агрегатов ксеноморфных выделений. В породах встречается также редкая рассеянная вкрапленность апатита, циркона, сфена, густо-зеленого турмалина. Присутствует тонкочешуйчатый графит при содержании некарбонатного углерода 0,02...0,03 % [3].

Описанные породы представляют биотитовую зону регионального метаморфизма фации зеленых сланцев. Неметаморфизованных осадочных пород в составе водораздельной свиты не обнаружено.

Минеральный состав пород усложнен наложенными ассоциациями этапа метасоматизма, образующими в обрамлении разломов крупнообъемные ореолы, схема минеральной зональности которых укладывается в сводную схему метасоматической зональности золоторудных полей района [2, 6 и др.] и имеет следующий вид (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне).

Внешняя зона: серицит + кварц ± кальцит ± доломит ± доломит– анкерит + лейкоксен + рутил ± пирит ± альбит + рипидолит, брунсвигит– делессит; исходный <u>биотит.</u>

Эпидотовая зона: серицит + кварц ± кальцит ± доломит – анкерит + лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит + альбит + рипидолит, брунсвигит-делессит + <u>клиноцоизит, эпидот</u>.

Хлоритовая зона (умеренное изменение): серицит + кварц ± кальцит ± доломит-анкерит +лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит + альбит + <u>рипидолит, брунсвигит-делессит.</u>

Хлоритовая зона (интенсивное изменение): серицит + кварц ± доломит ± доломит-анкерит ± сидерит + лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит + халькопирит + альбит + <u>рипидолит, брунсвигит – делессит.</u>

Альбитовая зона: серицит + кварц ± доломит ± доломит – анкерит ± сидерит + лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит + <u>альбит.</u>

Тыловая зона: серицит + кварц ± кальцит ± доломит – анкерит + лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит.

Хлоритовая зона преобладает в изученных разрезах, мощность ее достигает сотен м. Внешняя зона сохранилась фрагментарно. Мощность эпидотовой и альбитовой зон не превышает первых см, тыловой – нескольких м. Все зоны неоднократно чередуются в разрезах, причем тыловые зоны обрамляют тектонические нарушения разных порядков, в том числе межпластовые и внутрипластовые. Рудные ассоциации минералов не образуют осевую, подобную кварцевым жилам, зону, но участвуют в составе метасоматитов тыловых зон.

По мере усиления интенсивности изменений, возрастания удельной массы перемещенного вещества (рис.) породы последовательно утрачивают первоначальный минеральный состав и обломочную структуру, сменяемую в тыловых зонах лепидогранобластовой, но сохраняют полосчатую текстуру. Состав слюдяных полосок изменяется от существенно биотитового с незначительной примесью

хлоритов, лейкоксена, рутила, магнетита в подзоне слабого изменения внешней зоны (до 10 % новообразованных минералов) до хлоритового с реликтами биотита с нарастающим количеством железотитановых минералов в подзоне интенсивного изменения, далее до хлоритового с примесью серицита, железо-титановых минералов, пирита в промежуточных зонах, а в итоге – до серицитового с примесью лейкоксена, рутила, магнетита, сульфидов в тыловой зоне. Клиноцоизит и эпидот (до 30 %) образуют «оспенные» выделения в андезине в ассоциации с серицитом, кальцитом, доломитом, а эпидот, кроме того, в виде кристаллов и агрегатов зерен срастается с другими минералами. В тыловой зоне вследствие почти полного выноса натрия (рисунок) исчезает альбит, замещаясь калиевым серицитом, образованию значительного (до 50...60 %) количества которого способствует дополнительный привнос сюда калия. Поступление в систему углекислоты, кальция, магния, железа, марганца обусловило карбонатизацию пород, причем железистость карбонатов возрастает в тыловых зонах вплоть до обра-

Таблица 1. *Оценка параметров распределения рудогенных элементов и корреляционных связей золота с рудогенными элементами в минеральных зонах околорудных метасоматических ореолов, образованных в углеродистых песчано-алевросланцах водораздельной свиты*

Элементы	Параметры распределения	Минеральные зоны, в скобках число проб				
		Внешняя		Хлоритовая (34)	Альбитовая (17)	Тыловая (16)
		Слабого изменения (15)	Интенсивного изменения (11)			
Au	$\bar{x}_g(\bar{x})$	1,0(1,1)	1,6(2,0)	2,0(2,8)	2,0(3,5)	24,7(73,5)
	$t(s)$	1,6(0,4)	1,9(1,8)	2,4(2,6)	2,8(5,1)	5,6(100,9)
Ag	$\bar{x}_g(\bar{x})$	25,1(35,1)	34,9(64,7)	45,6(65,1)	29,4(44,5)	53,3(60,2)
	$t(s)$	2,2(34,8)	2,9(99,3)	2.4(75,0)	2,9(39,9)	1,8(29,6)
	$r(sr)$	**0,56**(0,18)	**0,73**(0,14)	**0,52**(0,12)	**0,80**(0,13)	**0,70**(0,21)
	Au/Ag	0,040	0,046	0,044	0,070	0,463
Hg	$\bar{x}_g(\bar{x})$	32,4(37,3)	47,0(49,0)	58,0(68,6)	42,2(61,6)	44,6(48,5)
	$t(s)$	1,8(19,2)	1,4(14,8)	1,7(61,4)	2,5(63,5)	1,4(16,3)
	$r(sr)$	0,12(0,25)	–0,007(0,30)	–0,22(0,16)	**0,55**(0,26)	-0,30(0,37)
Ni	$\bar{x}_g(\bar{x})$	20(40)	50(80)	60(80)	30(30)	50(60)
	$t(s)$	2,8(50)	2,9(100)	2,0(80)	2,1(20)	2,4(40)
	$r(sr)$	**–0,55**(0,18)	–0,007(0,30)	**–0,35**(0,15)	–0,28(0,35)	0,25(0,38)
Co	$\bar{x}_g(\bar{x})$	10(20)	30(40)	50(60)	20(20)	10(20)
	$t(s)$	2,3(10)	2,3(30)	2,0(40)	2,1(10)	2,3(10)
	$r(sr)$	**–0,59**(0,17)	0,10(0,30)	**–0,36**(0,15)	0,10(0,37)	–0,18(0,39)
Cu	$\bar{x}_g(\bar{x})$	20(40)	40(60)	90(100)	40(60)	60(70)
	$t(s)$	2,7(100)	2,6(70)	2,8(200)	2,9(50)	1,9(50)
	$r(sr)$	–0,02(0,26)	0,37(0,26)	**0,31**(0,15)	0,25(0,35)	–0,32(0,37)
Pb	$\bar{x}_g(\bar{x})$	20(20)	20(30)	30(30)	20(20)	20(20)
	$t(s)$	1,7(10)	1,5(8)	1,7(20)	1,7(10)	1,8(10)
	$r(sr)$	–0,22(0,25)	0,22(0,29)	**0,53**(0,12)	–0,09(0,37)	0,44(0,33)
Zn	$\bar{x}_g(\bar{x})$	70(100)	100(100)	200(200)	60(90)	100(100)
	$t(s)$	2,1(80)	1,6(60)	1,6(70)	2,3(100)	2,6(100)
	$r(sr)$	–0,17(0,25)	0,02(0,30)	–0,08(0,17)	0,09(0,37)	–0,26(0,38)

Примечание. 1) $\bar{x}_g(\bar{x})$ – среднее соответственно геометрическое и арифметическое содержание, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы); t – стандартный множитель, s – стандартное отклонение содержания, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы); r – коэффициент парной линейной корреляции элементов с золотом, выше уровня значимости обозначен полужирным шрифтом, sr – стандартное отклонение коэффициента корреляции. 2) Здесь и далее содержание золота и серебра определялось: методом атомной абсорбции (чувствительность $1\cdot10^{-8}$ %, лаборатория ядерно-физических методов анализа ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В.Г. Цимбалист; для контроля – методами нейтронной активации (чувствительность $5\cdot10^{-8}$ %, лаборатория ядерно-физических методов анализа при ядерном реакторе ТПУ) и химико-спектральным (чувствительность $3\cdot10^{-8}$ %, ЦЛ ФГУП "Читагеолсъемка"). 3) Содержание ртути определялось методом атомной абсорбции (чувствительность $1\cdot10^{-7}$ %), других рудогенных элементов – приближенно-количественным спектральным методом в ЦЛ ПГО "Березовгеология", г. Новосибирск, под руководством Н.А. Чарикова. 4) Расчеты выполнены Н.П. Ореховым

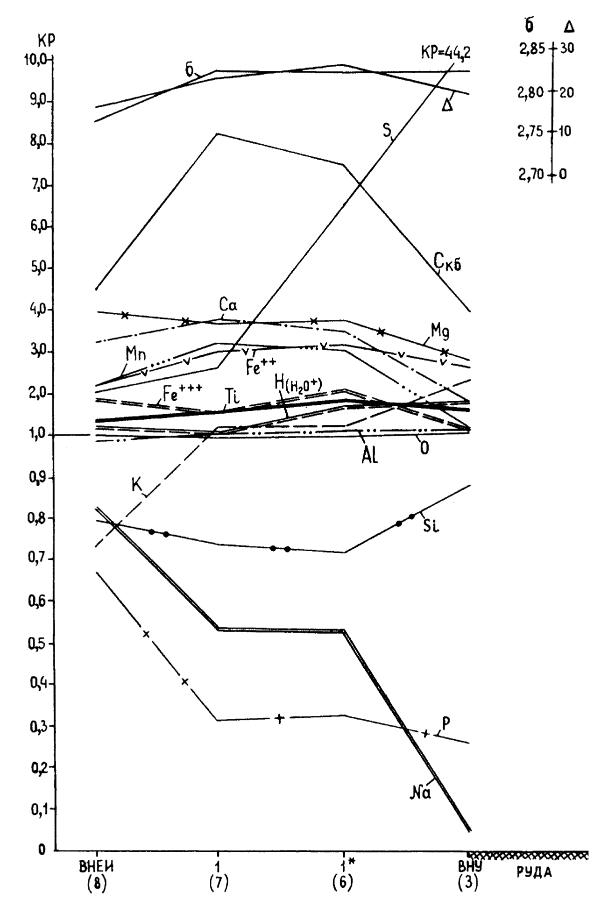


Рисунок. *Коэффициенты распределения (КР) петрогенных элементов в минеральных зонах околорудных метасоматических ореолов, образованных в песчано-алевросланцах водораздельной толщи (северный фланг Каралонского рудного поля).*
Исходная порода – биотит-кварц-полевошпатовый песчано-алевросланец в подзоне слабого изменения внешней зоны (2 пробы, δ=2,71); ВНЕИ,1 ,1, ВНУ – соответственно подзона интенсивного изменения внешней зоны, хлоритовая умеренного, интенсивного изменения с прожилково-вкрапленной пирит-халькопирит-кварцевой минерализацией, тыловая зоны (в скобках – число проб); Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в стандартном геометрическом объеме 10000 $Å^3$; δ – средняя плотность пород; график составлен на основе петрохимических пересчетов по объемно-атомному методу полных химических силикатных анализов горных пород, выполненных в ЦЛ ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк, под руководством И.А. Дубровской*

зования сидерита, а размеры метакристаллов – ромбоэдров их увеличиваются до 1,0...1,5 мм, вследствие чего метасоматиты приобретают порфиро-пойкилобластовую структуру. Характерна коррозия метакристаллов доломита анкеритом и пересечение последнего прожилками позднего кальцита. Снижение содержания кремния относительно невелико. Существенно уменьшается количество фосфора, но возрастает содержание графита в среднем до 0,81 % в промежуточных зонах (6 проб) и до 0,60 % в тыловой (3 пробы) [3].

4. Металлы в околорудном пространстве

В выполненном исследовании исключены недостатки, приведенные выше. Оценка сходимости результатов анализов, выполненных в порядке внутреннего контроля и разными методами в разных лабораториях дана ранее, а качество анализов квалифицировано как удовлетворительное [6].

Таблица 2. *Оценка значимости различий параметров логнормального распределения Au (а), Ag (б), Hg (в) (среднего арифметического и стандартного отклонения логарифмов содержаний) в минеральных зонах околорудных метасоматических ореолов, образованных в углеродистых песчано-алевросланцах водораздельной свиты (для 5 % уровня значимости)*

t-критерий

а)

	Минеральные зоны, подзоны, число проб	Внешняя: Слабого изменения (15)	Внешняя: Интенсивного изменения (11)	Хлоритовая (34)	Альбитовая (17)	Тыловая (16)
f-критерий, Внешняя	Слабого изменения (15)		**2,3503** 2,06	**3,0063** 2,01	**2,2453** 2,09	**6,8574** 2,09
f-критерий, Внешняя	Интенсивного изменения (11)	1,6376 3,14		0,7060 2,02	0,5049 2,12	**4,8039** 2,13
f-критерий	Хлоритовая (34)	**3,0383** 2,71	1,8554 3,30		0,0112 2,02	**5,6439** 2,02
f-критерий	Альбитовая (17)	**4,2520** 3,50	2,5965 4,07	1,3995 2,82		**3,2987** 2,20
f-критерий	Тыловая (16)	**12,3448** 3,66	**7,5386** 4,24	**4,0631** 3,02	2,9033 5,98	

б)

f-критерий, Внешняя	Слабого изменения (15)		0,9096 2,06	**2,2752** 2,01	0,3880 2,09	**2,0976** 2.09
f-критерий, Внешняя	Интенсивного изменения (11)	1,7555 3,14		0,8445 2,02	0,3364 2,12	0,9075 2,13
f-критерий	Хлоритовая (34)	1,1894 2,70	1,4759 2,51		1,1766 2,02	0,4256 2,02
f-критерий	Альбитовая (17)	1,7951 3,50	1,0226 4,07	1,5092 2,84		1,2219 2,20
f-критерий	Тыловая (16)	1,8846 6,44	3,3084 6,62	2,2417 6,20	3,3831 6,97	

в)

f-критерий, Внешняя	Слабого изменения (15)		1,9237 2,06	**3,5227** 2,01	0,8197 2,09	1,2603 2,09
f-критерий, Внешняя	Интенсивного изменения (11)	**3,6163** 3,54		1,2700 2,02	0,3620 2,12	0,3411 2,13
f-критерий	Хлоритовая (34)	1,3406 2,30	2,6974 3,30		1,2806 2,02	1,2082 2,02
f-критерий	Альбитовая (17)	2,5256 3,50	**9,1332** 4,07	**3,3859** 2,88		0,1385 2,20
f-критерий	Тыловая (16)	3,6690 6,44	1,0146 6,61	2,7367 6,20	**9,2662** 6,97	

Примечание. Числа над чертой – значения расчетные, под чертой – табличные на критическом уровне, полужирным шрифтом – различия значимы

Результаты статистической обработки аналитических данных приведены в табл. 1. Распределение содержаний металлов в породах не противоречит логнормальному закону, поэтому за основу приняты отвечающие ему параметры, но в сравнении с параметрами нормального распределения.

Отметим, что содержание золота, серебра, ртути и других металлов на дальней периферии околорудных метасоматических ореолов (в подзоне слабого изменения внешней зоны) близки к кларковым значениям для данного вида осадочных пород. Содержания первой триады в объеме метасоматических ореолов последовательно нарастают в направлении тыловой зоны и достигают в ней максимальных значений, хотя и невысоких (десятки мг/т). Резко увеличивается в тыловой зоне неравномерность распределения золота. В объеме всего ореола стабильно сохраняются значимые положительные связи золота с серебром при эпизодических связях с золотом других металлов.

Значимость различий содержаний золота в ореолах относительно подзоны слабого изменения внешней зоны наступает с подзоны интенсивного изменения внешней зоны, различий дисперсии распределения – с хлоритовой зоны; в том и другом случае она резко усиливается в тыловой зоне (табл. 2). В оценке значимости различий этих параметров распределения серебра и ртути не обнаруживается в полном объеме подобной закономерности, хотя содержания серебра в хлоритовой и тыловой зонах относительно таковых во внешней зоне квалифицируются как значимо отличные. Последовательно увеличивается от зоны к зоне и в березите, а также в метасоматическом пирите приближается к свойственному рудным телам золото-серебряное отношение.

Таблица 3. *Оценка параметров распределения рудогенных элементов в метасоматическом пирите (8 проб) тыловых зон околорудных ореолов, образованных в углеродистых песчано-алевросланцах водораздельной свиты*

Параметры распределения	Химические элементы								
	Au	Ag	Ti	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	As
$\bar{x}$	0,483	1,144	3500	570	400	320	180	200	650
s	0,876	0,843	530	270	130	420	150	120	320
v	182	74	15	46	33	131	87	59	49
Au/Ag	0,42								

Примечание. $\bar{x}$, s – среднее арифметическое содержание элементов и стандартное отклонение, г/т; v – коэффициент вариации содержаний, %

В распределении ряда обычных в геохимических ореолах золотых месторождений цветных металлов не фиксируется заметных тенденций. Околокларковые их содержания на периферии ореолов сохраняются и в тыловых зонах, исключая никель и медь, концентрации которых возрастают соответственно вдвое и втрое в тыловой зоне. Однако в десятки раз выше содержание всех металлов в метасоматическом пирите альбитовой и тыловой зон (табл. 3), а золото-серебряное отношение близко к таковому в метасоматитах тыловой зоны. Обращает на себя внимание высокое содержание в пирите титана, котором обогащены околожильные апогранитные березиты рудного поля [7].

5. Обсуждение результатов и выводы

Как видно из приведенных материалов, осадочные породы водораздельной свиты претерпели эпигенетические преобразования дважды – на этапах регионального метаморфизма и околорудного метасоматизма. Тем не менее, они сохранили реликтовые черты своего состава, строения и узнаваемы даже в тыловых зонах метасоматических ореолов по сохранившимся обломкам кварца, не затронутого растворением, по контурам былых обломков полевых шпатов, заполненных агрегатами тонкозернистых минералов замещения. Обломочная фракция имеет размерность от мелкозернистого песчаника до крупнозернистого алевролита с переменным соотношением той и другой фракции, поэтому дифференциация пород на песчаник и алевролит затруднена.

Типоморфные минералы метаморфического этапа – турмалин и биотит, сохранившиеся в межореольном пространстве, но полностью замещенные на границе внешней и хлоритовой зон и в хлоритовой зоне околорудных метасоматических ореолов, отвечают наиболее высокотемпературному режиму фации зеленых сланцев.

По минеральному составу, порядку минеральной зональности, направленности изменений химического состава пород и перераспределения (привноса-выноса) петрогенных компонентов в разрезе околорудных метасоматических ореолов последние принадлежат березитовой формации. Они аутентичны околорудным изменениям кристаллических пород этого и других золоторудных полей Северного Забайкалья [2, 3, 6, 7], углеродистых песчано-алевросланцев Кедровского рудного поля [6], Ленского [9], Енисейского [10] и других районов. Вероятно, незначительным выносом из умеренно кремнистых пород кремнезема в гидротермальном процессе образования Каралонского рудного поля можно объяснить отсутствие крупных кварцевых жил среди сланцев, но формирование в тыловой зоне ореолов прожилково-вкрапленной минерализации лишь с мелкими прожилками кварца.

Отмечаемое снижение концентрации фосфора в тыловых зонах не согласуется с накоплением его в березитах в обрамлении глубинных разломов [7], но свидетельствует о его миграционной способности на этапе метасоматизма. Значительное накопление в промежуточных и тыловых зонах не только окисленного, но и некарбонатного углерода в форме графитоидов обычно для золоторудных полей сланцевого типа [3]. На этапе околорудного калиево-углекислотно-сернистого метасоматизма в условиях поступления в систему с гидротермальными растворами восстановленной серы образована основная

масса пирита, возрастающая в тыловых зонах синхронно с увеличением содержания серы. При обилии пирита в породах тыловых зон ореолов и в составе прожилково-вкрапленной минерализации, в исходных породах вне ореолов он встречается лишь эпизодически в форме мельчайших кристаллов.

Геохимические выборки, сформированные в соответствии с принятыми принципами, в рассмотренном случае представляют один литотип исходной, но относительно слабо метаморфизованной, по причине отсутствия не измененной, осадочной породы в каждой минеральной зоне околорудных метасоматических ореолов. Анализ статистических параметров распределения металлов в объеме каждой выборки и в сравнительном аспекте позволяет констатировать следующее.

Содержания золота и серебра в породах, которые вне метасоматических ореолов и на их дальней периферии (в подзоне слабого изменения), как отмечалось, близки к кларковым значениям для этого типа осадочных пород, возрастая по мере усиления метасоматических изменений последних, в тыловой зоне достигают однако относительно невысоких значений, что прямо коррелирует с низкой (первые г/т) золотоносностью образованной в зоне сульфидно-карбонатно-кварцевой прожилково-вкрапленной минерализации. Это подчеркивает известную закономерность о прямой зависимости между золотоносностью, а в общем случае металлоносностью рудных тел и обрамляющих их метасоматитов [6]. Столь же закономерно возрастание в направлении к тыловой зоне Au/Ag отношения в метасоматитах и синхронно – в метасоматическом пирите, равно как и приближение его значений в тыловой зоне к таковым, свойственным рудам мезотермальных месторождений.

Низкие околокларковые содержания цветных металлов в разрезах метасоматических ореолов, включая тыловую зону (породы без наложенных прожилков), служат указанием на отсутствие какой-либо минерализации в породах до начала гидротермального рудообразующего процесса, то есть на отсутствие признаков наследования поздней гидротермальной минерализацией ранней, скажем, вулканогенно-осадочной, образованной на этапе седиментации. Вместе с тем, это согласуется с известным фактом слабой контрастности околорудных геохимических ореолов мезотермальных месторождений золота. Но повышенное на порядок содержание металлов в метасоматическом пирите тыловых зон сравнительно с содержанием их в метасоматитах в целом свидетельствует о поступлении в породно-флюидную систему дополнительных, хотя и незначительных их количеств извне. В металлоносных растворах, очевидно, доля золота была значительной в сравнении с долей серебра. Обращают на себя внимание высокие содержания в метасоматическом пирите титана, который образует контрастные околоразломные (вдоль глубинных разломов) положительные аномалии в золотоносных березитах и пирите березитов в ряде золоторудных полей, в том числе в апогранитных березитах западного участка Каралонского рудного поля [7].

Перечисленные признаки в сочетании с приведенными выше фактами демонстрируют синхронность и причинно-следственные связи образования слабо контрастных околорудных геохимических ореолов благородных металлов и околорудных метасоматических ореолов как производных одного процесса, объясняют меньшие объемы первых как следствие поступления в систему металлов с гидротермальными растворами по разломам и отложения их преобладающе в минеральных зонах наиболее интенсивного изменения пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений / Под ред. В.И. Смирнова и Н.Л. Добрецова. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. – 176 с.
2. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
3. Кучеренко И.В., Ларская Е.С., Панкина Р.Г. и др. Распределение и источники углерода в околорудных метасоматических ореолах терригенно-сланцевых толщ Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы // Геохимия. – 1990. – № 6. – С. 797–806.
4. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
5. Абрамов Б.Н., Чернышова Н.А. Золото и платиноиды в черносланцевых отложениях Северного Забайкалья // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тез. докл. III Всеросс. симп. с международным участием, г. Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004 г. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004. – С. 3–5.
6. Кучеренко И.В. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и апосланцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. – 2000. – Т. 303. – № 1. – С. 161–169.
7. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 49–55.
8. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геологическая. – 1989. – № 6. – С. 90–102.
9. Шер С.Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 282–291.
10. Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советского (Енисейский кряж) // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41. – № 4. – С. 308–328.